

## Научные статьи

УДК 552.181 (576.66)

DOI: 10.31431/1816-5524-2018-2-38-5-21

### ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–ЭОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (КАМЧАТКА)

© 2018 Н.В. Цуканов

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 11799;  
e-mail: kambear2011@yandex.ru*

Анализируются данные по геохимическому, редкоэлементному и изотопному составу вулканических комплексов Кроноцкой вулканической палеодуги. Выделяются несколько сегментов палеодуги. Показано, что сантон-кампан-маастрихтские и эоценовые вулканические комплексы различных сегментов Кроноцкой палеодуги формировались в ее фронтальной зоне. Формирование меловых вулканических комплексов южного сегмента палеодуги, особенностью которого является присутствие вулканитов известково-щелочной серии, связано с особенностями геодинамики субдукционной зоны, в частности, с меньшей степенью и большей глубиной зоны плавления. Низкокальциевые толеитовые базальты южного сегмента, вероятно, маркируют начальную стадию зарождения внутридугового рифта.

*Ключевые слова: вулканические дуги, Камчатка, субдукция, вулканизм, изотопия, геодинамика.*

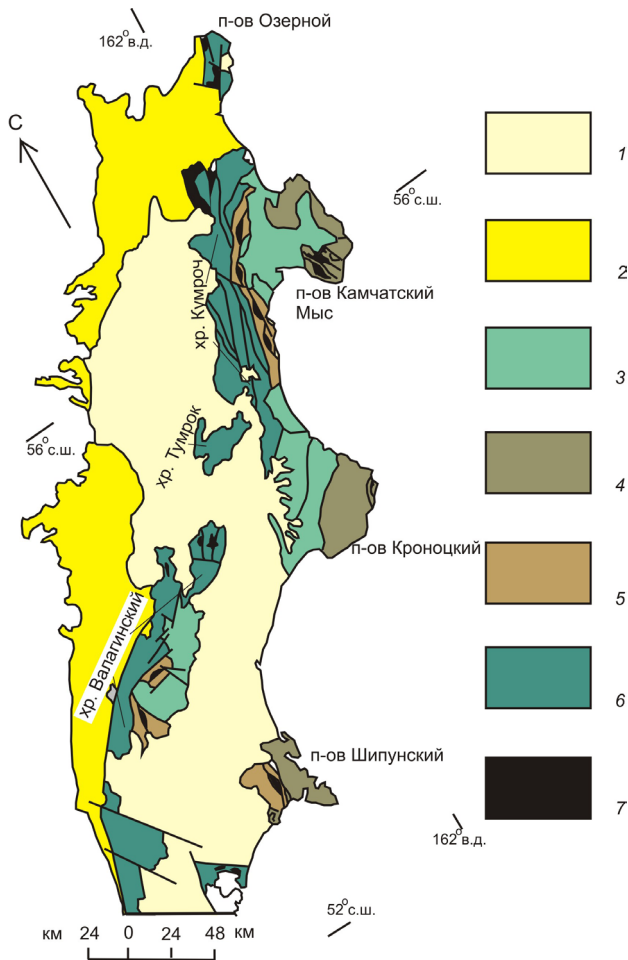
#### ВВЕДЕНИЕ

Состав и геодинамическая позиция вещественных комплексов древних островных дуг, фрагменты которых участвуют в аккреционной структуре обрамления Тихого океана в виде тектоно-стартиграфических террейнов, позволяют восстановить палеотектонические обстановки развития и эволюции активных континентальных окраин. Изучение таких комплексов наталкивается на многочисленные сложности, связанные с покровным строением районов, плохой стратиграфической и временной корреляцией различных структурно-вещественных комплексов и значительными вторичными изменениями пород.

В последние годы на основе петролого-геохимических и геолого-геофизических исследований была создана объединенная модель магмообразования в надсубдукционной области (Barth et al., 2017; Hauff et al., 2003; Hochstaedter et al., 2010; Ishizuka et al., 2006, 2010, 2011; Kimura et al., 2008; Plank, 2005; Straub et al., 2004; Tollstrup et al., 2010). Такие исследования проводились в пределах

Идзу-Бонинской островодужной системы, где отчетливо проявлена и хорошо изучена латеральная и поперечная зональности. Сравнение состава пород и геодинамики современных островных дуг с вещественными комплексами островодужных террейнов из аккреционного обрамления Тихого океана позволяет реконструировать зональность древних вулканических дуг и восстановить палеотектонические условия формирования этих структур. В пределах Восточной Камчатки выделяются меловые–эоценовые структурно-вещественные комплексы, которые формировались в пределах Кроноцкой и Ачайваям-Валагинской вулканических дуг (рис. 1), разделенных образованиями Ветловского окраинноморского террейна (Зинкевич, Цуканов, 1992).

Образования Кроноцкой вулканической палеодуги входят в состав Кроноцкого террейна островодужной природы, который был аккрецирован к Камчатской окраине в конце эоцена — миоцене (Зинкевич, Цуканов, 1992; Левашова и др., 2000; Соловьев, 2008; Цуканов и др., 2014; Alexeiev et al., 2006). Фрагменты террейна обна-



**Рис. 1.** Тектоническая схема Восточной Камчатки: 1 — Восточно-Камчатский вулканический пояс; 2 — Центрально-Камчатский прогиб; 3 — фрагменты Тюшевского прогиба; 4 — Кроноцкий островодужный террейн; 5 — Ветловский окраинноморский террейн; 6 — Озерново-Валагинский островодужный террейн; 7 — офиолитовые комплексы.

жаются в пределах Восточных п-овов Камчатки: Камчатский Мыс (Камчатский), Кроноцкий, Шипунский и представлены верхнемеловыми—эоценовыми магматическими, вулканогенно-туфогенными и туфогенно-осадочными комплексами (рис. 1). Образования Кроноцкого террейна со стратиграфическим и угловым несогласием перекрыты терригенными прибрежно-морскими отложениями олигоцен—миоценового возраста. Кроме вулканогенно-осадочных образований верхнего мела—эоцена в пределах Кроноцкого террейна (за исключением Шипунского сегмента) присутствуют офиолитовые комплексы, представленные габбро, долеритами, базальтами, гипербазитами и плагиогранитами (Бояринова и др. 2007; Геологическая ... 2005, 2006; Зинкевич, Цуканов, 1992).

Верхнемеловые вещественные комплексы распространены фрагментарно и, чаще всего, слагают тектонические пластины и тектонические блоки в покровно-складчатой структуре

Восточных полуостровов. При исследованиях, проведенных в последние годы, были получены новые данные по химическому, редкоэлементному и изотопному составу и возрасту пород, слагающих эти комплексы (Крамер и др., 2001; Савельев, 2004; Сколотнев и др., 2003, 2008; Цуканов, Сколотнев, 2010; Цуканов и др., 2008а, 2008б, 2009, 2014), что позволило охарактеризовать особенности развития различных сегментов Кроноцкой вулканической палеодуги, провести сравнительный тектонический анализ строения слагающих их вещественных (тектоностратиграфических) комплексов и восстановить палеотектонические условия формирования этой структуры.

### СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА

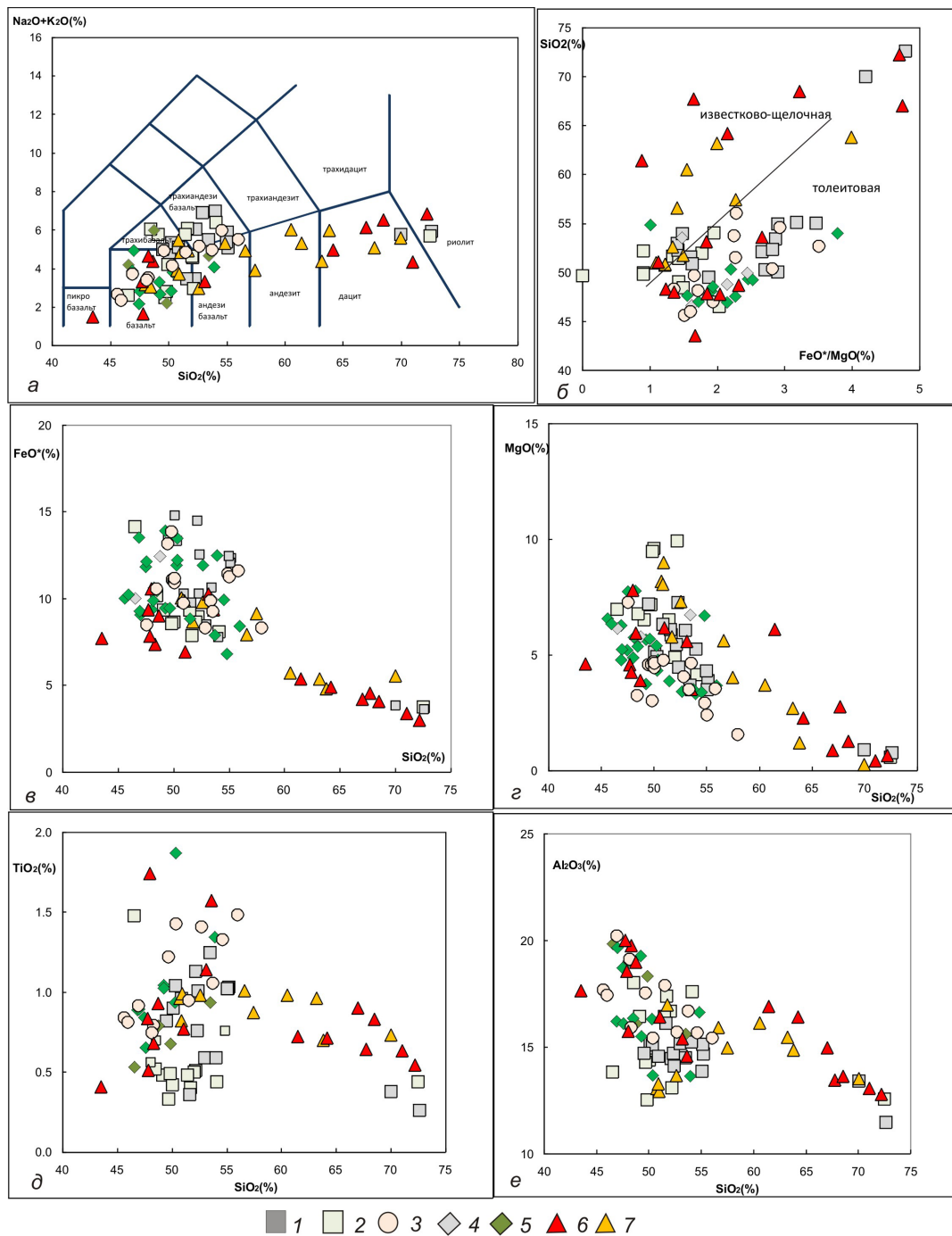
Кроноцкая вулканическая палеодуга формировалась на коре океанического типа на протяжении длительного времени с позднего мела до середины эоцена (Зинкевич, Цуканов, 1992; Левашова и др., 2000; Соловьев, 2008; Цуканов и др., 2014). Анализ состава вулканических комплексов показывает гетерогенность их составов вдоль палеодуги во времени. В северных сегментах для меловых комплексов характерны вулканиды низкокальциевой толеитовой серии, а в южном сегменте преимущественно развиты породы известково-щелочной серии (Бояринова и др. 2007; Литвинов, Крикун, 1992; Сколотнев и др., 2008; Цуканов и др., 2014). Более поздний эоценовый вулканизм представлен относительно однородными по химическому составу вулканидами, которые преимущественно относятся к толеитовой серии островных дуг (Хубуная, 1987; Цуканов, 2013). Выделяются три сегмента: Камчаткомысский (северный), Кроноцкий (средний) и Шипунский (южный).

**Камчаткомысский сегмент.** К вещественным комплексам, формировавшимся в пределах вулканической дуги, относятся образования верхнемеловой толщи р. 1-ая Непропускная (южная часть п-ова Камчатский Мыс) и породы столбовской серии маастрихт-эоценового возраста, слагающие северную часть полуострова (Бояринова и др., 2007; Геологическая ..., 2005; Савельев, 2004; Сколотнев и др., 2008; Федорчук, 1990; Цуканов и др., 2008б). Меловые образования развиты в южной части п-ова и входят в состав аккреционной призм, наряду с тектоническими пластинами, сложенными перидотитами, габбро и карбонатно-кремнисто-базальтовыми образованиями. Толща р. 1-ая Непропускная представлена базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами реже

дацитами и риолитами и расслоена туфами и кремнистыми породами (Цуканов и др., 2008б). Таблицы составов пород и элементов-примесей были опубликованы ранее (Сколотнев и др., 2008; Цуканов 2013; Цуканов и др., 2008б, 2009, 2014).

По валовому химическому составу среди изученных пород преобладают базальты и трахибазальты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 46.4\text{--}51.3\%$  и андезибазальты и трахиандезибазальты с  $\text{SiO}_2 = 52.1\text{--}55.9\%$  (рис. 2). Встречены единич-

ные образцы дацитов ( $\text{SiO}_2 = 69.9$ ) и риолитов ( $\text{SiO}_2 = 72.5\%$ ). Проведенные ранее исследования петро-геохимического состава пород этой толщи позволили выделить три группы вулканитов (Сколотнев и др., 2008; Цуканов и др., 2008б): относительно слабо дифференцированные ( $\text{Mg\#} = 100 \cdot (\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)) = 38\text{--}52$ ), умеренно дифференцированные ( $\text{Mg\#} = 25\text{--}36$ ) и дифференцированные ( $\text{Mg\#} = 17\text{--}25$ ). Породы последней группы отличаются повышенными



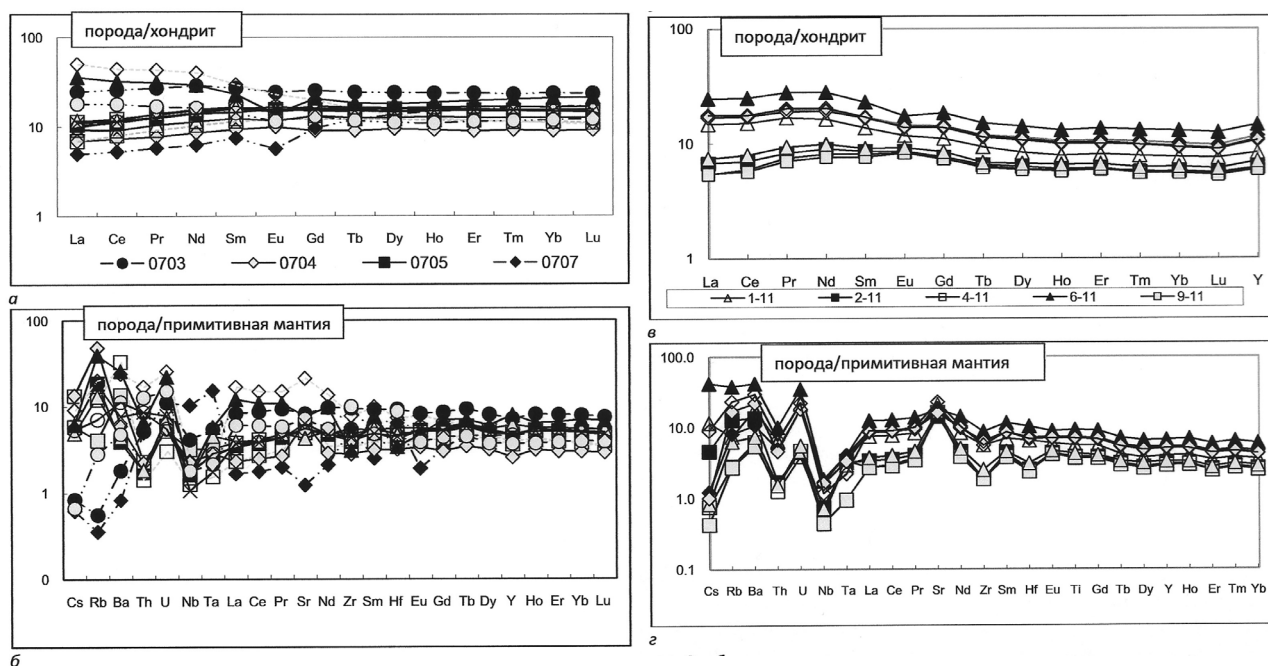
**Рис. 2.** Вариационные диаграммы соотношения оксидов петрогенных элементов в вулканических породах Кроноцкой палеодуги: 1–3 — Камчаткомысский сегмент (1 — толща р. 1 Непропускской, 2 — тарховская свита, 3 — столбовская серия); 4–5 — Кроноцкий сегмент (4 — каменистская свита, 5 — кроноцкая серия); 6–7 — Шипунский сегмент (6 — шипунская толща, 7 — налычевская толща). На диаграмме 2а классификационные линии показаны по (Le Bas et al., 1986).

содержаниями  $\text{SiO}_2$  (53–55%). Все изученные породы имеют низкие содержания титана (до 1.05%  $\text{TiO}_2$ ). Содержания оксида калия варьируют в значительных пределах от 0.02% до 1.88%. Дациит и риолит по составу близки между собой и относятся к наиболее дифференцированным членам расплавов, которые сформировали базальты и андезибазальты. На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  практически все относительно слабо измененные породы располагаются в поле толеитовой серии (рис. 2б).

Распределение редкоземельных элементов и элементов-примесей в породах Камчатского сегмента показаны на рис. 3а, 3б. Линии спектров РЗЭ (рис. 3а), субпараллельны у различных образцов. В области тяжелых земель они близки к горизонтальному положению и последовательно понижаются в области легких элементов. Менее дифференцированные базальты имеют более низкий уровень концентрации лантаноидов, более дифференцированные базальты — более высокий, а наиболее высокие значения РЗЭ у андезибазальта (обр. 0703). В более дифференцированных разностях отчетливо выражена отрицательная европиевая аномалия, наиболее глубокая европиевая аномалия у риолита, что подтверждает вывод о том, что он является крайним дифференциатом.

Но в области легких элементов линия спектра у риолита опускается до уровня очень низких концентраций. По характеру спектра РЗЭ выделяется андезибазальт (обр. 0711), который имеет низкие концентрации тяжелых элементов, но в области легких элементов кривая спектра РЗЭ последовательно поднимается вверх, что позволяет отнести его к серии обогащенных толеитов. В нем также отсутствует европиевая аномалия, что коррелируется с петрохимическими параметрами, указывающими на низкую степень дифференциации этого образца.

Спайдер-диаграммы большинства изученных образцов (рис. 3б) имеют типоморфные признаки островодужных вулканитов: отчетливо выраженную отрицательную аномалию в области ниобия и тантала и высокие концентрации крупноионных литофильных элементов. Но у некоторых образцов ниобий-танталовый минимум отсутствует (обр. 0704) или слабо выражен (обр. 0708). У риолита наблюдается высокоамплитудная положительная аномалия в области ниобия, тантала и урана при относительно низких значениях крупноионных элементов и отрицательной аномалии стронция. Такие особенности, по-видимому, связаны с тем, что риолит является крайним дифференциатом расплава, из которого формировались ассоциирую-



**Рис. 3.** Распределение редкоземельных элементов (а, в), нормированных к составу хондрита по (Evensen et al., 1978) и элементов-примесей (б, г), нормированных к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) в породах Камчатского сегмента (а–б — верхнемеловые, в–г — эоценовые). Породы: толща р. 1-ая Перевальная — обр. 0704, 0705, К21–2008, 308/3 (базальты), 0703, 0708, 0709, 0711, 308/1, К20–2008 (андезибазальты), К17–2008 (дацит), 0707 (риолит) (линии спектров: серый пунктир — слабо дифференцированные, пунктир с двумя точками — дифференцированные породы); нижнетарховская свита — обр. 276 (базальт); каменогорская свита — обр. 2–11, 4–11 (базальты) из крупных глыб в глыбовых туфоконагломератах, обр. 9–11 (долерит); баклановская свита — обр. 13–11, 14–11 (базальт и андезит), обр. 1–11, 6–11, 12–11 (базальт, долериты из даек) и обр. 15–11 (габбро).



щие с ним породы. Все изученные образования характеризуются низкими и средними  $Zr/Y$  отношениями (от 2.04 до 6.7) и фракционированным распределением РЗЭ ( $La/Sm = 0.9–2.04$ ).

**Столбовской блок.** В столбовскую серию объединяются тарховская, верещагинская, рифовская, каменногорская и баклановская свиты. Возраст пород по комплексам моллюсков, радиолярий и фораминифер датируется от позднего маастрихта до эоцена включительно (Бояринова и др., 2007). Магматические породы развиты преимущественно в нижней подсвите тарховской свиты позднемаастрихт–датского возраста и баклановской свите и отдельные потоки известны в каменногорской свите средне-эоценового возраста. Дайки долеритов и силлы габбро картируются во всех подразделениях столбовской серии.

Маастрихтские базальты и андезибазальты нижней подсвиты тарховской свиты столбовской серии по составу близки к породам толщи р. 1-я Непропускная, но характеризуются относительно более высокими содержаниями  $K_2O$  (от 0.5 до 1.8%) и более низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , в отличие от эффузивов толщи р. 1-я Непропускная (рис. 2). На дискриминантных диаграммах они попадают в поля составов преимущественно толеитовой, и частично известково-щелочной серий и характеризуются низкими концентрациями хрома и никеля, 11 и 8 г/т соответственно. Характер распределения редкоземельных элементов и элементов-примесей (рис. 3а, 3б) подтверждает их принадлежность к островодужным толеитам (Сколотнев и др., 2008; Цуканов и др., 2008б). Базальты нижнетарховской подсвиты, также как и другие меловые вулканы, характеризуются низкими  $Zr/Y$  ( $<1$ ) отношениями и фракционированным распределением РЗЭ ( $La/Sm = 1.5$ ).

Эоценовые вулканы, развитые в каменногорской и баклановской свитах столбовской серии относятся к слабо дифференцированной серии пород и представлены преимущественно базальтами и андезибазальтами, а также гипабиссальными субвулканическими телами габбро и дайками долеритов. Величины отношения  $Na_2O/K_2O$  для изученных пород столбовской серии меняются от 1.5 до 12.5. На диаграмме ( $Na_2O+K_2O$ )– $SiO_2$  (Le Bas et al., 1986) породы идентифицируются как базальты, андезибазальты и реже трахиандезибазальты (рис. 2а). На диаграмме Миаширо (Myashiro, 1974)  $SiO_2$ – $FeO^*/MgO$  фигуративные точки составов изученных пород попадают в поле толеитовой серии (рис. 2б). Изученные породы представлены преимущественно высокоглиноземистыми разностями и реже встречаются умеренно глиноземистые. Для обоих типов свой-

ственны низкие концентрации  $P_2O_5$ , а содержания  $K_2O$  колеблются в интервале 0.34–1.4%. Высокоглиноземистые разности чаще всего характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , а умеренно глиноземистые повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  и  $MgO$ . Магнезиальность базальтов и андезибазальтов составляет от 22–25% до 52%. По содержанию титана выделяются низко-титанистые разности ( $\leq 1\% TiO_2$ ) и со средними содержаниями  $TiO_2$  до 1.5%. Повышенные концентрации титана характерны для базальтов баклановской свиты, мелкозернистых габбро субвулканических тел и, частично, для долеритов. При этом долериты имеют низкие содержания хрома ( $Cr = 6–106$  г/т) и никеля ( $Ni = 9–62.5$  г/т).

Характер распределения редкоземельных элементов и элементов-примесей для пород столбовской серии представлены на (рис 3в, 3г). Они хорошо коррелируются с петрохимическими данными. Для пород каменногорской свиты спектры распределения содержаний РЗЭ имеет субгоризонтальный вид, а абсолютные концентрации не превышают 10 хондритовых норм. Для вулканических пород баклановской свиты, долеритов даек и габбро характерны несколько повышенные значения РЗЭ, где концентрации тяжелых элементов находятся на уровне 10 хондритовых норм и несколько увеличиваются в сторону цериевой группы. Сходное распределение несовместимых элементов наблюдается на мультиэлементных диаграммах (рис. 3г); для долеритов и габбро и потоков базальтов баклановской свиты отмечается несколько повышенные абсолютные концентрации содержаний элементов.

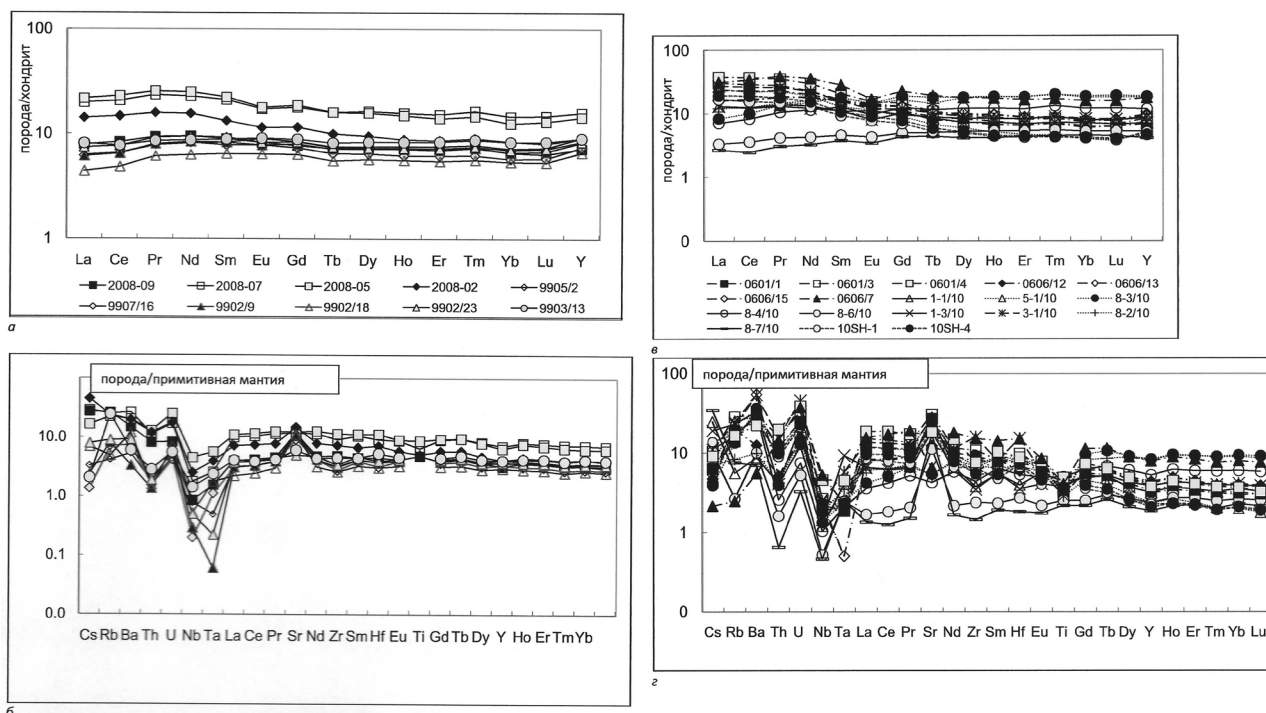
Такие особенности распределения несовместимых элементов позволяют рассматривать породы баклановской свиты, часть долеритов и габбро в качестве дифференциатов вулканических пород каменногорской свиты. Это может подтверждаться и небольшой отрицательной аномалией Eu, слабо выраженной отрицательной аномалией Zr и практически отсутствием отрицательной аномалии Hf в этих образцах на мультиэлементной диаграмме (рис. 3г). Для всех пород характерны типоморфные признаки островодужного магматизма: глубокие минимумы высокозарядных элементов (HFSE): Nb, Ta, Zr, Th и интенсивный максимум Sr. Все изученные образования характеризуются низким и средним отношением  $Zr/Y$  (от 1.7 до 3.7) и фракционированным распределением РЗЭ ( $La/Sm = 1.03–1.74$ ).

**Кроноцкий сегмент.** Островодужные комплексы этого сегмента (рис. 1) распространены от бух. Ольга на юге до р. Большая Чажма на севере Кроноцкого п-ова и сложены верхнемеловыми образованиями каменистской свиты ( $K_2$  sp?–km–m) и эоценовыми породами кроноцкой

серии (Бояринова и др., 2006; Государственная ..., 2006; Разницын и др., 1981, 1985). Верхнемеловые комплексы представлены потоками базальтов и андезибазальтов с глыбовой и подушечной отдельностью, которые расслаиваются пачками переслаивания гиалокластитов, туфобрекчий, основных туфов алевритовой-псамитовой размерности, туфосилицитов и кремней и слагают тектонические пластины, разделенные серпентинитовым меланжем (Разницын и др., 1985). В серпентинитовом меланже присутствуют блоки и глыбы разнообразных пород (габбро, базальты, амфиболиты, серпентинизированные перидотиты) и крупный массив серпентинизированных перидотитов. Кроноцкая серия (мощностью более 2000 м) разделяется на кубовскую и козловскую свиты (Государственная ..., 2006). Козловская свита сложена преимущественно вулканитами основного состава с многочисленными силлами и дайками габбро и долеритов и по строению сходна с образованиями каменистской свиты. Кубовская свита представлена преимущественно туфами и туфогенно-осадочными породами. На западе на вулканогенно-туфогенных образованиях козловская свита с несогласием и разрывом, часто с базальными конгломератами, залегают разновозрастные (олигоцен-мио-

ценовые и плиоценовые) туфо-терригенные и терригенные отложения тюшевской серии (Государственная ..., 2006; Ступин и др., 1998).

Верхнемеловые и эоценовые вулканиты имеют близкие химические составы и представлены базальтами и андезибазальтами (Сколотнев и др., 2008; Хубуная, 1987). Они разделяются на высокоглиноземистые и железистые разности (Разницын и др., 1985; Хубуная, 1987). Высокоглиноземистые разности характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , а железистые повышенным содержанием оксидов  $FeO$  и  $TiO_2$  (рис. 2). На дискриминантных диаграммах они попадают в поля составов пород толеитовой серии. Распределение редкоземельных элементов и элементов-примесей для меловых пород каменистской свиты и эоценовых образований кроноцкой серии, представленные на (рис 4а, 4б), сходны. На диаграмме РЗЭ (рис 4а) спектры распределения элементов субгоризонтальны, а абсолютные концентрации не превышают 10 хондритовых норм. Повышенные значения содержаний РЗЭ характерны для некоторых образцов эоценовых пород козловской свиты, развитых южнее устья р. Малая Чажма, которые представлены мелко и среднезернистыми долеритами. На мультиэлементной диаграмме



**Рис. 4.** Распределение редкоземельных (а, б) и элементов элементов-примесей (в, г) в породах Кроноцкого сегмента (а-б) и Шипунского сегмента (в-г). Штриховая линия с точкой — породы налычевской тощи, пунктирная линия — андезиты шипунской тощи (обр. 10SH-1, 10SH-4). Породы Кроноцкого сегмента: обр. 9902/9, 18, 23 (базальты), 9903/13 (андезибазальт) — каменистская свита; обр. 2008-02, 05, 09, обр. 9905/2, 9907/16 (базальты), обр. 2008-07 (андезибазальт) — кроноцкая серия. Породы Шипунского сегмента. Налычевская толща: обр. 0601/1, 3, 4 (андезиты), обр. 0606/12, 13, 15 (базальты), обр. 0606/7 (дацит). Шипунская толща: обр. 1-1/10, 1-3/10, 8-6/10, 8-7/10 (базальты), 8-4/10 (андезибазальт) — толеитовая серия; 5-1/10, 10SH-1, 10SH-4 (андезиты), 8-3/10, 8-2/10 (дациты) — известково-щелочная серия. Обр. 3-1/10 дацит Шипунский массив.

(рис. 4б) для всех изученных пород характерны минимумы высокозарядных элементов (Nb, Ta), что является типоморфным признаком островодужного магматизма. Здесь также наблюдается минимум Th, а у высокоглиноземистых разностей и интенсивный максимум Sr. Согласно (Хубуная, 1987) эти вулканиды относятся к высокоглиноземистым плагиотолемитам.

Меловые изученные вулканиды характеризуются низкими и средними отношениями Zr/Y (от 1.9 до 2.7) и фракционированным распределением РЗЭ ( $La/Sm = 1.08–1.45$ ), а палеогеновые высокими соотношениями Zr/Y (от 3.15 до 4.4) и фракционированным распределением РЗЭ ( $La/Sm = 1.4–1.5$ ).

*Шипунский сегмент.* Вулканогенно-туфогенные комплексы палеодуги в этом сегменте обнажены в пределах п-ова Шипунский и мыса Налычева (рис. 1). Они представлены туфогенно-осадочными и вулканогенными образованиями шипунской ( $K_{2km}$ ), налычевской толщ ( $K_{2m} - P_{ld}?$ ), туфогенными и вулканогенными образованиями кроноцкой серии ( $P_2$ ) (Литвинов, Крикун, 1992; Цуканов и др., 1993, 2009, 2014) и слагают относительный автохтон. Непосредственные контакты между образованиями шипунской и налычевской толщами отсутствуют. В современной структуре они разделены образованиями Ветловского террейна. В центральной части Шипунского п-ова в поле развития образований кроноцкой серии и шипунской толщи картируется крупный интрузивный массив (Шипунский массив), сложенный преимущественно диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и габбро (Литвинов, Крикун, 1992). По данным (Колосков, Коваленко, 2009) возраст магматических пород массива составляет 44–40 млн л. Аллохтонные образования представлены ветловским комплексом ( $K_{2km} - P_2$ ), окраинноморской природы, и слагают пакет тектонических пластин, надвинутых на образования налычевской, шипунской толщ и кроноцкой серии. Неоавтохтоном, перекрывающим складчато-надвиговую структуру, являются отложения миоценовой корниловской серии (Литвинов, Крикун, 1992; Цуканов и др., 1993, 2014).

Налычевская толща ( $K_{2m} - P_{ld}?$ ), развитая в пределах мыса Налычева по характеру разреза разделяется на две подтолщи: нижнюю, в которой преобладают мелко-среднезернистые туфогенно-осадочные породы и верхнюю — существенно более грубую, с преобладанием туфо- и лавобрекчий с обломками базальтов, андезитов, дацитов и маломощными (5–7 м) потоками базальтов и андезитов с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью. Видимая мощность толщи составляет до 1000 м. В верхней

части разреза наблюдаются тела роговообманковых андезитов до 2 км протяженности.

Шипунская толща ( $K_{2km}$ ) в южной части п-ова Шипунский в районе бухты Бечевинской представлена чередованием туфов различного гранулометрического размера и состава. Они расслаиваются потоками андезитов и базальтов, дацитов. По всему разрезу присутствуют многочисленные дайки базальтов и долеритов. Основание толщи не обнажено. Видимая мощность толщи составляет около 500–700 м.

Образования кроноцкой серии ( $P_2$ ) развиты в северо-восточной части Шипунского полуострова и по данным (Геологическая ..., 2006; Литвинов, Крикун, 1992) сопоставляются с образованиями кроноцкой серии Кроноцкого п-ова и объединяются в кубовскую и козловскую свиты эоценового возраста. В составе кубовской свиты развиты туфы, агломератовые туфы, лавобрекчии и лавы базальтов и андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов преимущественно с шаровой и крупноглыбовой отдельностью. Козловская свита, развитая в северной части п-ова Шипунский, в районе бухты Калыгирь, представлена по данным (Литвинов, Крикун, 1992) переслаиванием туфов основного состава, лавобрекчий и лав базальтов и трахибазальтов, туфоалевролитов и туфопесчаников, и кремнистых пород.

По химическому составу (рис. 2) вулканиды шипунской толщи характеризуются широким диапазоном составов пород от базальтов до риолитов ( $SiO_2 - 48–72\%$ ). Все они имеют низкие содержания титана ( $0.5–1.1\% TiO_2$ ). Наблюдаются значительные колебания состава петрогенных элементов. На диаграмме (Myashiro, 1974) изученные породы попадают в поле толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 2б).

На диаграмме (рис. 4б) распределения редкоземельных элементов для пород известково-щелочной серии шипунской толщи наблюдается резкий рост концентраций от тяжелых элементов к легким. Они имеют распределение РЗЭ сходное с магматическими породами мыса Налычева и с кварцевыми диоритами Шипунского массива. Для пород толеитовой серии характерны более низкие концентрации РЗЭ; базальты (обр. 8–6/10, 8–7/10) имеют концентрации ниже 10 хондритовых норм и незначительное обеднение легкими РЗЭ относительно тяжелых элементов, а (обр. 8–3/10, 8–4/10), представленные андезибазальтами, характеризуются концентрациями на уровне 10 хондритовых норм. На мультиэлементной диаграмме для большинства изученных пород характерны минимумы высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti, Th) и высокие содержания Sr, за исключением кислых пород (рис. 4а). Для базальтов толеитовой серии (обр. 8–6/10, 8–7/10)



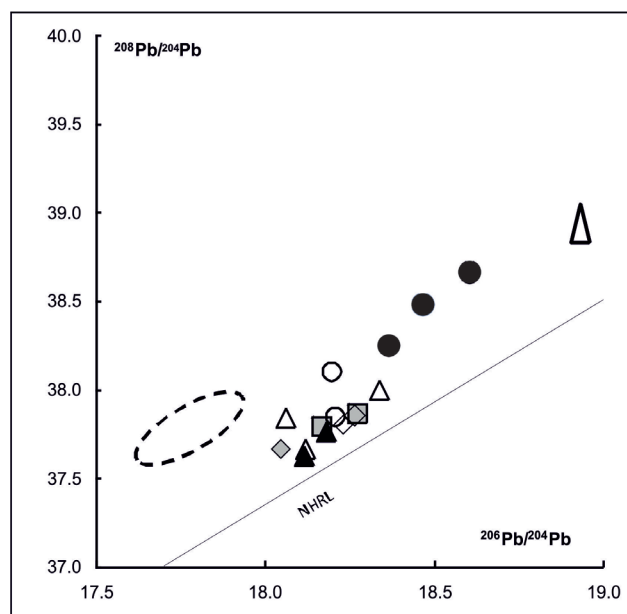
минимумы высокочarged элементов не выражены или выражены слабо.

Магматические породы налычевской толщи (мыс Налычева) характеризуются низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (0.54–1.03%) при достаточно широких вариациях соотношения  $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0.89\text{--}3.59$ , преимущественно 1.1–2.04. Они образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов (рис. 2). Большая часть вулканитов налычевской толщи на диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ , попадает в поле известково-щелочной серии (рис. 2б). У большинства изученных образцов распределение РЗЭ (рис. 4а) сходно с вулканитам известково-щелочной серии; для них характерно непрерывное увеличение нормированных концентраций от тяжелых к легким элементам, за исключением тяжелых РЗЭ. На мультиэлементной диаграмме (рис. 4а) все изученные образцы имеют глубокие отрицательные аномалии ниобия и тантала, менее резкие отрицательные аномалии иттрия, титана и иногда циркония. Для всех изученных образцов налычевской толщи характерна резкая положительная аномалия стронция и они имеют повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов.

**Изотопный состав Nd, Sr и Pb.** Проанализированные образцы из разных сегментов Кроноцкой палеодуги (табл.) характеризуются близкими деpletированными значениями  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  (от +9.12 до +11.83); отношения изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) варьируют в больших пределах и составляют для меловых пород Камчатско-мысского сегмента (0.7032–0.704), Кроноцкого сегмента (0.7032–0.7033) и южного сегмента (0.7032–0.7037); эоценовые вулканиты имеют значениями (0.7032–0.7033). На диаграммах соотношения изотопов свинца  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Hochstaedter et al., 2001) все изученные породы располагаются выше линии средних составов базальтов Северного полушария (NHRL) и попадают на тренд между полями базальтов плиты Филиппинского моря и осадков погружающейся Тихоокеанской плиты (рис. 5).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Активный вулканизм Кроноцкой палеодуги продолжался на протяжении длительного времени, начиная с позднего мела до середины эоцена включительно, более 45 млн л. С олигоцена происходит накопление грубых прибрежных морских толщ, сложенных продуктами размыва вулканических комплексов Кроноцкой палеодуги (Бояринова и др., 2001; Ступин и др., 1998). Ранее было показано, что палеонтологически доказанный возраст накопления вулканогенно-осадочных толщ в Камчатском сегменте



**Рис. 5.** Соотношение изотопов  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . NHRL — North Hemisphere References Line (линия среднего состава базальтов северной полусферы); поле оконтуренное пунктирной линией — составы базальтов плиты Филиппинского моря; 1 — составы осадочных пород Ветловского окраинного моря; 2 — состав осадков Тихоокеанской плиты. Остальные условные обозначения представлены на рис. 2. Корректировка изотопных составов свинца на возраст сделана исходя из содержания элементов и измеренного изотопного состава.

фиксируется начиная с сантона–кампана, в Кроноцком сегменте с коньяка–кампана, а в Шипунском сегменте с кампанского времени (Разницын и др., 1981; Цуканов и др., 2008б, 2014). Для Кроноцкой палеодуги, условно, можно говорить о двух этапах проявления активного вулканизма: позднемеловом и эоценовом. Сложная покровно-складчатая структура и слабая возрастная обоснованность выделяемых вещественных комплексов не позволяет сузить возрастной диапазон выделяемых этапов. В Камчатском сегменте вулканический комплекс палеодуги представлен наиболее полно; выделяются сантон–кампан–маастрихтские образования и позднемаастрихт–эоценовая столбовская серия, которые имеют тектонические соотношения. Сантон–маастрихтские образования р. 1-ая Непропускная (низы разреза) и маастрихтские породы нижнетарховской подсвиты (верхи разреза) характеризуют позднемеловой этап развития этого сегмента Кроноцкой палеодуги (Цуканов и др., 2008б). По данным Федорчука (1990), развитие в пределах Африканского блока туфогенно-осадочные породы (смагинская свита по (Бояринова и др., 2007; Геологическая ..., 2005; Савельев, 2004)) имеют сантон–маастрихтский



Изотопный состав и содержания некоторых элементов–примесей (г/г) представительных пород Крюцкого террейна.

№ п/п	№ обр.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	U	Th	Pb
1	0704	1.484	4.039	0.222046	0.513223	0.000009	18.2726	15.5039	37.8694	0.703888	0.110	0.200	36.026
2	0711	4.731	19.63	0.145649	0.513145	0.000006	18.1669	5.4828	37.7967	0.703188	0.515	1.538	7.794
3	4–11	1.849	5.831	0.19163	0.513191	0.000004	18.1968	15.5269	38.1009	0.703361	0.077	0.11	0.62
4	14–11	3.980	14.29	0.16838	0.513158	0.000006	18.2066	15.4888	37.8459	0.703250	0.36	0.41	1.2
5	147/1	3.155	10.62	0.179524	0.513111	0.000004	18.0465	15.4462	37.6638	0.703289	0.317	0.521	2.465
6	2008–07	4.968	16.49	0.182104	0.513158	0.000006	18.2648	15.4794	37.8555	0.703475	0.340	1.023	8.689
7	2008–02	3.277	11.546	0.17153	0.513187	0.000005	18.2312	15.4735	37.7978	0.703286	0.350	1.068	8.614
8	0601/3	4.084	18.13	0.136147	0.513136	0.000005	18.1146	15.4357	37.6261	0.703278	0.654	1.448	9.022
9	0606/15	3.818	13.24	0.174244	0.513110	0.000005	18.1794	15.4689	37.7599	0.703729	0.313	0.461	4.908
10	1–1/10	2.435	8.547	0.17218	0.513170	0.000004	18.0618	15.4789	37.8424	0.703747	0.423	0.374	1.079
11	8–6/10	1.109	3.147	0.21305	0.513251	0.000005	18.3376	15.5101	37.9996	0.703743	0.149	0.230	2.380
12	5–1/10	2.416	11.056	0.13208	0.513162	0.000005	18.1205	15.4361	37.6658	0.702970	0.480	1.052	3.406

Породы сегментов дуги: 1–4 — Камчатскокомысский; 5–7 — Крюцкий; 8–12 — Шипунский. Изотопные составы свинца скорректированы на возраст. Определение изотопного состава пород проводилось на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике в статическом режиме. Для нормализации использовались значения  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Величина изменений международных стандартов соответствовала: JNd1–1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512106 \pm 5$ ; NBS-987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710218 \pm 6$ . Обр. 1, 3, 5, 7, 9–11 — базальты; обр. 2, 6 — андезибазальты; обр. 4, 8, 12 — андезиты.

возраст и могут являться фаціальным аналогом вулканогенным образованиям р. 1-ая Непропускная. При формировании аккреционной призм в основании этой дуги и более поздних тектонических движениях, связанных с коллизией дуги к Камчатской окраине они в виде отдельных тектонических пластин вошли в состав этой аккреционной призм. В Кроноцком сегменте выделяется коньяк?–кампан–маастрихтские и эоценовые образования, имеющие тектонические соотношения. В Шипунском сегменте присутствуют кампанские вулканы, маастрихт?–датские и эоценовые образования. Стратиграфические контакты между выделяемыми комплексами отсутствуют. Выделяемые позднемиоценовой и эоценовой возрастными этапами вулканизма различаются по составу составляющих их вещественных комплексов. По химическому составу изученные магматические породы Кроноцкой палеодуги относятся к толеитовой, плагиотолеитовой и известково-щелочной магматическим сериям. В различных сегментах палеодуги соотношение пород этих серий варьирует. Геологическое строение фрагментов различных сегментов палеодуги также различается. Для Камчатского сегмента характерно присутствие офиолитовых комплексов различной природы (Батанова и др., 2014; Сколотнев и др., 2003; Цуканов и др., 2008а) и аккреционной призм; в Кроноцком сегменте офиолиты имеют супрасубдукционную природу (Сколотнев и др., 2003; Цуканов и др., 2008а); в Шипунском сегменте офиолитовые комплексы отсутствуют. Вулканы палеоцен-эоценовых комплексов по химическому составу близки между собой во всех сегментах и относятся к толеитовой серии.

Минеральный состав, распределение петрогенных компонентов (низкое содержание  $\text{TiO}_2$  и высокая глиноземистость), обогащение крупноионными литофильными элементами, отчетливые минимумы Nb, Ta, Ti, Zr, Hf свидетельствуют о формировании изученных комплексов в надсубдукционной обстановке в пределах энсиматической вулканической дуги. На дискриминационных диаграммах (рис. 6а-в) Ta/Yb–Th/Yb, Nb/Yb–Th/Yb и Nb/Yb–Ba/Yb (Ishizuka et al., 2010; Pearce, 1982) большинство фигуративных точек пород Кроноцкой палеодуги попадает в поля составов пород Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

Высокие положительные значения  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  для изученных пород Кроноцкой палеодуги позволяют предполагать, что формирование вулканических комплексов связано с деплетированным мантийным источником. Вероятно, коровая контаминация не играла существенной роли в генерации расплавов под Кроноцкой вулканической палеодугой и, соответственно,

геохимические вариации составов вулканических пород определялись влиянием субдукционных компонентов или гетерогенностью мантии в зоне субдукции.

Исследования геохимического состава пород островодужного генезиса (Hauff, 2003; Ishizuka et al., 2006; Kimura et al., 2010; Plank, 2005; Staub et al., 2004; Tollstrup, 2010) показали, что исходные магмы представляют смесь мантийного источника и вещества субдуцируемой океанической плиты. Субдукционный компонент формируется из смешанных в разных пропорциях высокотемпературных растворов (флюидов), которые образуются при дегидратации субдуцирующейся океанической плиты, обогащенных легкорастворимыми соединениями K, Rb, Ba, Cs, Pb, U, а также при плавлении осадков чехла океанической плиты, которые, в свою очередь, обогащены малоподвижными в водной среде Th, редкими землями и Zr и Hf.

В крест простирания Идзу-Бонинской островной дуги от глубоководного желоба выделяются следующие зоны: фронтальная, где преимущественно развиты вулканические породы низкокальциевой толеитовой серии; внутридугового рифта, где также преобладают породы этой серии; и тыловых вулканических поднятий, где наряду с породами известково-щелочной серии, присутствуют вулканы средне и высококальциевой серий (Ishizuka et al., 2006; Staub et al., 2004). Зональность в вулканических дугах контролируется интенсивностью поступления флюидов и степенью плавления мантийного клина, что определяет содержание литофильных элементов в островодужных магматических сериях. При разогреве субдуцируемой плиты по мере ее погружения происходит дегидратация океанической коры с образованием водосодержащих флюидных потоков, максимальная интенсивность которых отмечается во фронтальной части дуги, где формируются комплексы низкокальциевых толеитовых базальтов. При дальнейшем погружении плиты, в более глубинные участки мантии, в тыловой части островной дуги происходит снижение интенсивности образования флюидов и уменьшение степени мантийного плавления. Сравнительный анализ составов пород Кроноцкой палеодуги и составов пород из вулканических зон северной части Идзу-Бонинской дуги позволяет предположительно определить области формирования пород в пределах палеоостроводужного сооружения. Особенностью составов вулканических пород Камчатского и Кроноцкого сегментов является низкие значения отношений Th/Yb (менее 0.5) при относительно высоких значениях Ba/Th (рис. 7). На диаграмме Th/Yb–Ba/Th фигуративные точки Кроноцкого и Камчатского

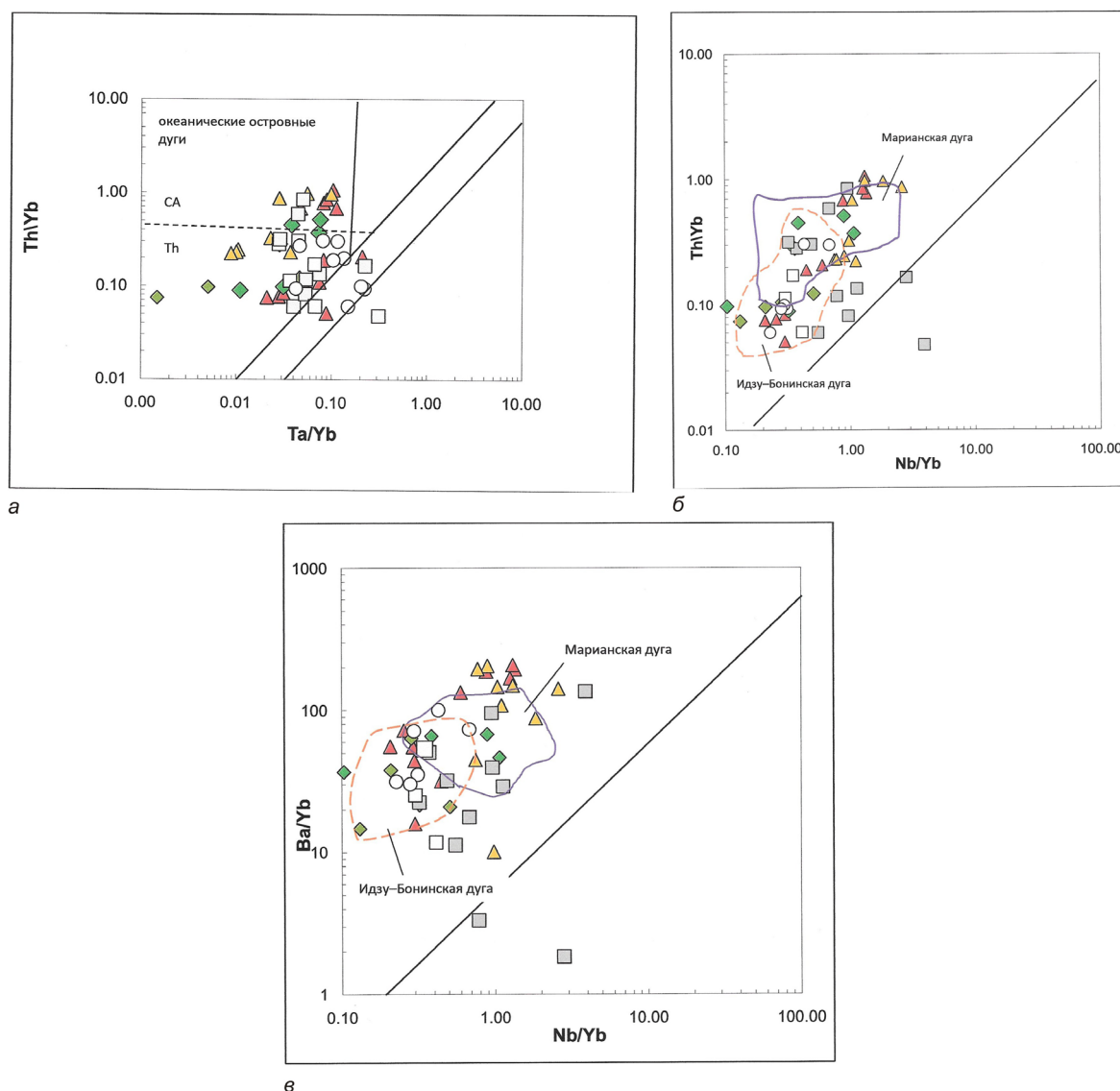


Рис. 6. Соотношения  $Ta/Yb$ – $Th/Yb$  (а) и  $Nb/Yb$ – $Th/Yb$  (б) и  $Nb/Yb$ – $Ba/Yb$  (е) (Ishizuka et al., 2010; Pearce, 1983) для вулканических пород Кроноцкой палеодуги. Условные обозначения представлены на рис. 2.

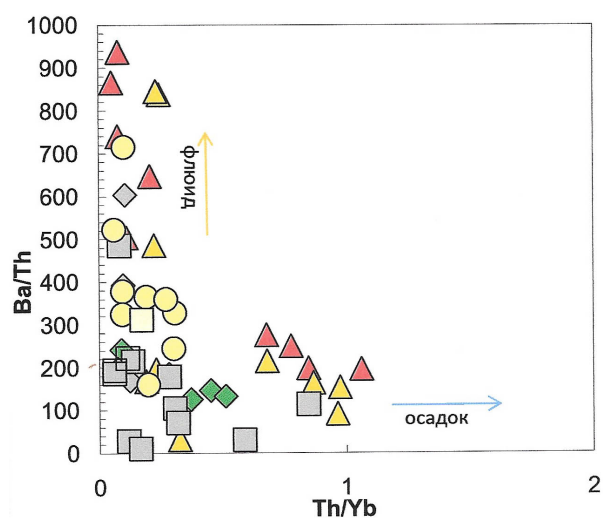


Рис. 7. Соотношения  $Th/Yb$ – $Ba/Th$  в вулканических породах Кроноцкой палеодуги (Plank, Langmuir, 1998). Условные обозначения представлены на рис. 2.

сегментов образуют субвертикальный тренд, что свидетельствует о преобладающей роли флюидной фазы от дегидратации океанической плиты. Породы Шипунского сегмента по этим показателям разделяются на две группы. Первая имеет низкие  $Th/Yb$  отношения менее 0.5 и высокие значения  $Ba/Th$ . Другая группа представлена породами с  $Th/Yb$  отношением близким к 1 и относительно низкими значениями  $Ba/Th$ . На диаграмме фигуративные точки этих пород смещены в поле низкого  $Ba/Th$  при относительно высоком отношении  $Th/Yb$ . Для таких пород предполагается существенная роль во флюиде расплава, который связан с плавлением пород осадочного чехла субдуцирующей океанической плиты. При этом породы шипунской толщи имеют несколько повышенные значения  $Ba/Th$  по сравнению с более молодыми образованиями налычевской толщи, что, вероятно, позволяет предполагать и определяющую роль флюида от

дегидратации субдуцирующейся плиты. Такие соотношения редких элементов характерны в большей степени для вулканитов тыловых зон островных дуг (Мартынов и др., 2007, 2010).

Соотношения  $(La/Yb)_n$  указывает на степень плавления или на обогащенность мантийного источника. По этому показателю вулканиты шипунской толщи, и в большей степени налычевской толщи Шипунского сегмента заметно отличаются от пород других сегментов. Они в целом выше, особенно в налычевской толще и достигают 2–5. Наиболее низкие значения этого показателя характерны для меловых пород Камчатского и Кроноцкого сегментов, они в целом не превышают 1. Для палеогеновых пород этих сегментов они колеблются в интервале 1–2. Эти данные могут указывать, что образования Шипунского сегмента формировались при более низкой степени плавления.

На диаграмме зависимости  $Ba/Nb$ – $Th/Nb$  (рис. 8а) (Hochstaedter et al., 2001), на которой Ba и Th выступают как компоненты, поступающие в область мантийного магмообразования из зоны субдукции: Ba, как компонент легко растворимый и переносимый в водосодержащих флюидах, а Th, растворяется и выносится при плавлении осадков океанической коры. На диаграмме поля пород фронтальной зоны Идзу-Бонинской дуги обладают относительно более высокими  $Ba/Nb$ , тогда как составы тыловой зоны имеют относительно более высокие  $Th/Nb$  (предположительно обогащены компонентом, образовавшимся при плавлении осадочных пород океанической плиты). Поле составов междугеового рифта занимает промежуточное положение.

Толеитовые базальты Шипунского п-ова попадают в поле пород фронтальной зоны и междугеового рифта, а значительная часть образцов известково-щелочной серии мыса Налычева и Шипунского п-ова занимают позицию между полями составов как фронтальной, так и тыловой вулканической зоны, что, по-видимому, может указывать на смешанный состав флюида. Одним из индикаторов меры участия компонента, образовавшегося при плавлении осадочного материала в составах базальтов островных дуг является соотношение  $Sm/La$ – $Th/La$  (Plank, 2005) (рис. 8б). Дуги, под которые субдуцируется незначительное количество осадков, должны иметь близкие к мантийным значения  $Th/La$ , а в дугах с большим объемом поступающих осадков значения  $Th/La$  должно приближаться к таковым в осадках. На этой диаграмме толеитовые базальты Шипунского п-ва, также попадают в поле междугеового рифта и фронтальной зоны вулканической дуги. Они показывают вариации значений  $Th/La$  в пределах (0.05–0.15). А почти все известково-щелочные вулканиты уклады-

ваются в поле тыловой зоны вулканических поднятий Идзу-Бонинской дуги.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что сантон-кампан-маастрихтские вулканические комплексы северных сегментов Кроноцкой палеодуги формировались во фронтальной зоне дуги. Для объяснения появления

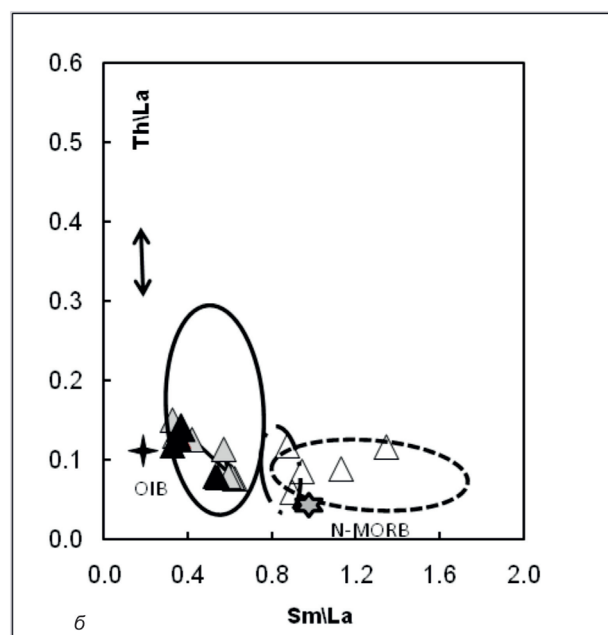
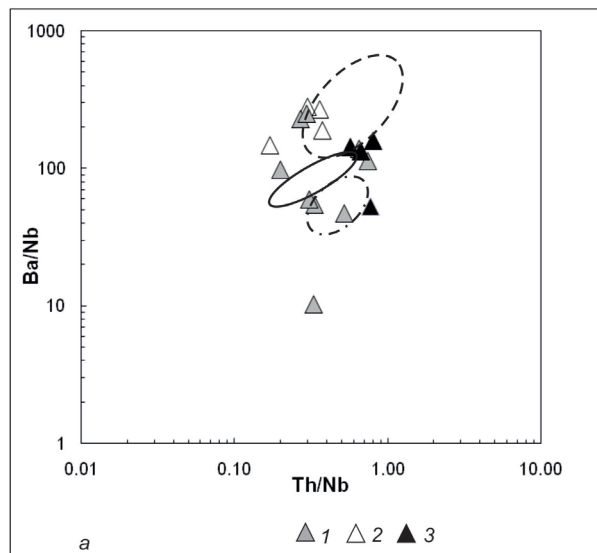


Рис. 8. Соотношения  $Th/Nb$ – $Ba/Nb$  (Hochstaedter, et al., 2001) и  $Sm/La$ – $Th/La$  (Plank, 2005) для вулканитов Шипунского сегмента Кроноцкой палеодуги: 1 — налычевской толщ; 2–3 — шипунской толщ (2 — толеитовой и 3 — известково-щелочной серий). Выделены поля различных зон северной части Идзу-Бонинской дуги: пунктирной линией — фронтальная; пунктир с точкой — междугеового рифта; сплошная линия — тыловая зона. Стрелка с двумя наконечниками — пелагические глины из скважин глубоководного бурения в северной части Тихого океана по (Plank, Langmuir, 1998); прямой крест — OIB, шестиугольная звезда — NMORB по (Sun, McDonough, 1989).



известково-щелочных комплексов в южном сегменте Кроноцкой палеодуги могут быть предложены два объяснения: 1 — они формировались в тыловой области дуги, а толеитовые базальты связаны с формированием внутридугового рифта; 2 — образование этих комплексов связывается с меньшей степенью плавления мантийного клина. Предположению, что базальты как мыса Налычева так и Шипунского п-ова могли формироваться в тыловой области позднемеловой палеодуги, противоречит структурная позиция этих вулканических комплексов, которые совместно с Камчатскомьским и Кроноцким сегментами образуют Кроноцкую вулканическую дугу, а так же отсутствие в южном сегменте среди этих комплексов пород высоко-щелочных серий, характерных для тыловых частей дуг. Известково-щелочные породы в пределах фронтальной зоны дуги известны в Идзу-Бонинской дуге (Saunders et al., 1988). Они были драгированы наряду с толеитовыми базальтами в преддуговой зоне северной части Идзу-Бонинской дуги. Изменение глубины и степени плавления по простиранию дуги связывается с неоднородностью океанической плиты, которая субдуцируется под дугу или с разным углом наклона этой плиты в разных сегментах дуги (в нашем случае — более крутой угол наклона плиты в Шипунском сегменте). Формирование эоценовых вулканических комплексов Кроноцкой палеодуги происходило во фронтальной зоне дуги. Такой вывод также находит подтверждение при анализе изотопных отношений Nd, Sr и Pb. Взаимодействие флюида с мантийными расплавами во фронтальной части островной дуги, обуславливает более высокие значения изотопов Sr, Pb и Nd.

Полученные данные позволяют предложить схему эволюции Кроноцкой вулканической дуги. Заложение этой дуги происходило в поздне мелу в сантон-раннекампанское время или раньше. В это время проявлялся толеитовый вулканизм фиксируемый в Камчатскомьском и Кроноцком сегментах дуги (рис. 9). Различия в составе изливавшихся пород, вероятно, указывают на различия в геодинамике зоны субдукции и на гетерогенность пододвигаемой океанической плиты. Ранее (Сколотнев и др., 2008; Цуканов и др., 2008а, 2008б) высказывалось предположение, что различия в Камчатскомьском и Кроноцком сегментах обусловлены нахождением в зоне субдукции и поглощении спредингового хребта, что способствовало более сильному разогреву мантийного клина и, соответственно, увеличению степени плавления. В кампан–маастрихтское время в Шипунском сегменте происходит излияние вулканитов толеитовый и известково-щелочной серий. Появление

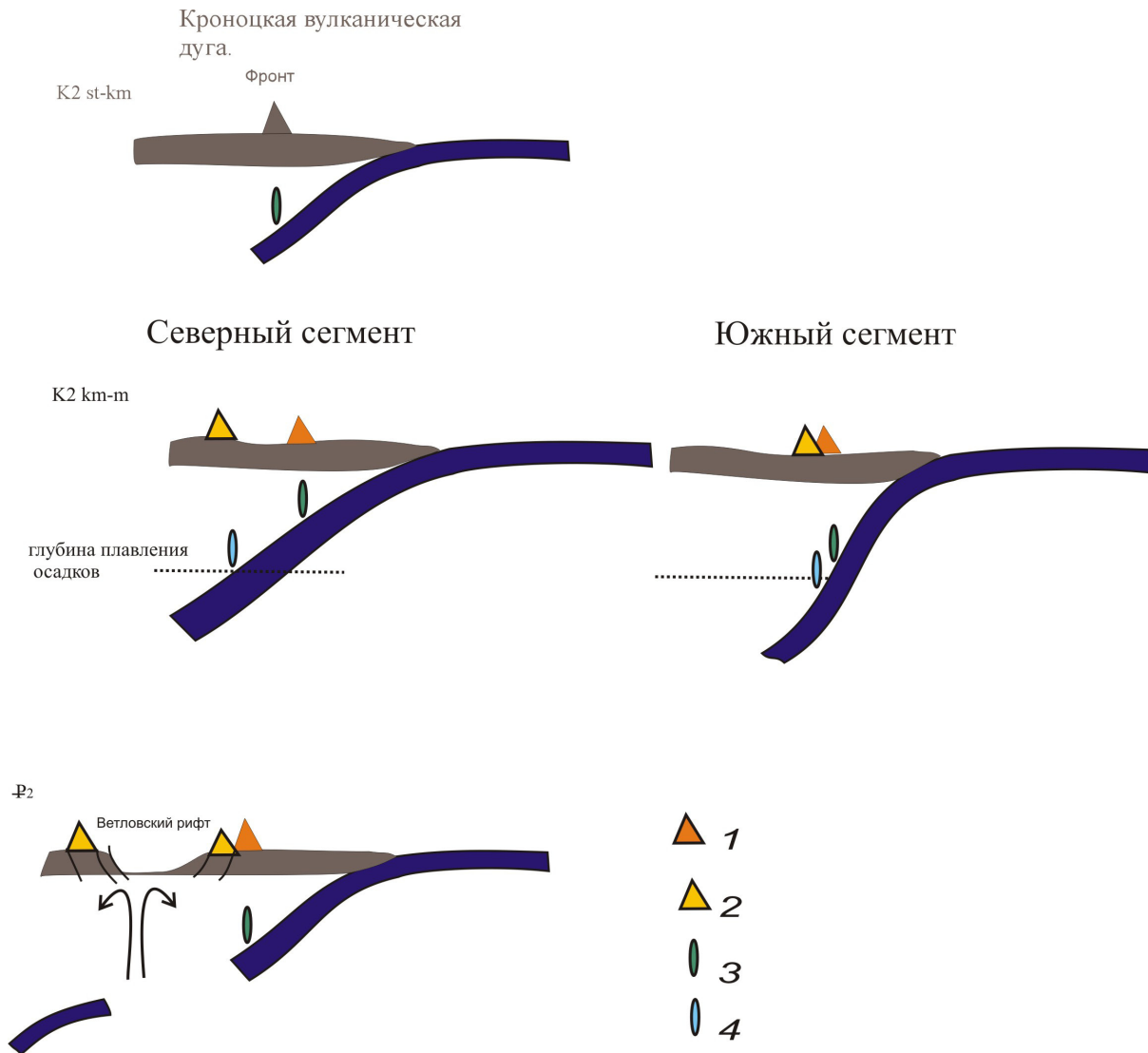
известково-щелочных пород в Шипунском сегменте, вероятно, можно объяснить более крутым наклоном субдуцирующейся плиты и меньшей степенью плавления. Присутствие наряду с известково-щелочными породами вулканитов толеитовой серии, может говорить о начале междугового спрединга и образовании междуговой рифтовой зоны. В этом аспекте кампан–маастрихтские вулканиты Восточно-Камчатских хребтов (Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга) могут являться тыловой частью Кроноцкой дуги для Камчатскомьского и Кроноцкого сегментов дуги (Сухов и др., 2016; Чехович, Сухов, 2006). Эволюция рифтовой междуговой зоны привела к раскрытию ветловского бассейна, отодвиганию и затуханию вулканизма в тыловых частях дуги. Субдукция Тихоокеанской плиты в более позднее время привела к возобновлению активного вулканизма в пределах Кроноцкой дуги (эоценовый этап). Вулканизм этого времени характеризуется достаточно однообразным вулканизмом, представленным плагиотолеитовой серией, что, вероятно, связано с более однородным строением океанической плиты. Различия в изотопном составе пород различных сегментов могут быть объяснены увеличением степени плавления или поступления в зону субдукции осадочного материала и увеличением его роли в магмообразовании.

## ВЫВОДЫ

Кроноцкая палеодуга формировалась на протяжении длительного времени от кампана до эоцена включительно. Вулканиты, формирующие ее, относятся к нескольким магматическим сериям: толеитовой, плагиотолеитовой и известково-щелочной. В различных сегментах дуги вулканизм различался, что обуславливает продольную гетерогенность и сегментированность дуги.

Строение и характер вулканизма различных сегментов дуги показывает, что Камчатскомьский, Кроноцкий и Шипунский сегменты в меловое время являлись фронтальной частью дуги. При формировании расплавов существенную роль играла флюидная фаза от дегидратации субдуцирующейся океанической плиты. Для пород Шипунского сегмента можно предполагать более существенную роль во флюиде компонентов, образовавшихся при плавлении осадочных пород.

Эоценовый вулканизм для всей дуги имеет более однородный состав и представлен преимущественно толеитовой серией пород. Вещественные комплексы этого этапа формировались во фронтальной зоне вулканической дуги.



**Рис. 9.** Схема развития Кроноцкой вулканической палеодуги. Условные обозначения: 1 — вулканические центры фронтальной зоны; 2 — вулканические центры тыловой зоны; 3 — флюид, образующийся при дегидратации погружающейся океанической плиты; 4 — флюид, образующийся при дегидратации погружающейся океанической плиты + флюид, образовавшийся при плавлении осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01892 ) и госзадания ИО РАН № 0149-2018-0015.

Автор выражает благодарность Б.В. Беляцкому за определение изотопных соотношений, Д.П. Савельеву и рецензентам за замечания к работе, а также А.В. Сухову за обсуждение статьи.

#### Список литературы

- Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Периодиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1748–1758.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы

N-57-XII, XVIII, N-58-VII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 223 с.

Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д. П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XXVI, XXXI, XXXII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 267 с.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. редакторы: А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

Геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А.Марковского СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57-XII, XVIII;

- Н–58–VII. Масштаб 1:200 000 / Под ред. Б.А. Марковского СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112
- Крамер В., Сколотнев С. Г., Цуканов Н. В. и др.* Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. Т. 380. № 5. 2001. С. 652–655.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В.* Новые возрастные датировки проявления кайнозойского вулканизма на Камчатке. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 83–88.
- Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л.* Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
- Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф.* Государственная Геологическая карта м-ба 1: 200 000. листы Н–57–XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1992. 180 с.
- Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Ханчук А.И. и др.* Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // ДАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 670–675.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И. и др.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканических курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1–25.
- Разницын Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишневская В.С.* Серпентинитовый меланж в структуре Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН. 1981. Т. 260. № 6. С. 1437–1441.
- Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
- Савельев Д. П.* Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16–19.
- Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., и др.* Новые данные о составе и происхождении офиолитов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 349–353.
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В.* О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
- Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН. Вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
- Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А., и др.* Известковый планктон олигоцена Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 86–96.
- Сухов А.В., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишников Д.Д.* Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайвайм-Валагинской палеодуги в структуре хребта кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 20–34.
- Федорчук А. В.* Тектоно-магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 3–14.
- Хубуная С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В.* Эоценовый магматизм северного сегмента Кроноцкой палеодуги (п-ов Камчатский Мыс, Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 2. С. 25–33.
- Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П.* Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. Т. 36. 2014. № 4. С. 3–17.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.* Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // ДАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Луцицкая М.В., Беляцкий Б.В.* Новые Nd и Pb изотопные данные по офиолитовым комплексам Кроноцкой палеодуги, Камчатка // ДАН. 2008а. Т. 421. № 5. С. 662–665.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н.* Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008б. № 12. С. 42–50.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Савельев Д.П.* Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и полуострова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 21–30.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф.* Океанический комплекс Шипунского полу-

- острова (Восточная Камчатка) // ДАН. 1991. Т. 318. № 4. С. 958–962.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемиоценовой Ачайвайям-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Кореи и Восточной Камчатки) // ДАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
- Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy Arc at the NE Eurasia Margin and Structural Evolution of the Kamchatka-Aleutian Junction // *International Journal Earth Science. (Geologische Rundschau)*. 2006. V. 95. № 6. P. 977–993.
- Barth, A.P., Tani, K., Meffre S. et al. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcanoclastic rocks from the Philippine Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18. <https://doi.org/10.1002/2017GC006948>
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O' Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Hauff F., Hoernle K., Schmidt A. The Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185), Implications for alteration of ocean crust and input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. № 8. Paper # 8913. DOI: 10.1029/2002GC000421
- Hochstaedter A.F., Gill J.B., Peters R. et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from subduction slab // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2. № 7. Paper # 1019. DOI: 10.1029/2000GC000105
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A., & Nesbitt, R. W. Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: Constraints from high-precision Pb isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 211. P. 221–236.
- Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A. et al. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space — Constraints from high-precision Pb isotopes // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 156. № 3–4. P. 266–290.
- Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y. et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu-Bonin-Mariana intra-oceanic arc rift propagation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 294. P. 111–122.
- Ishizuka O., Taylor R., Yuasa M., O'Hara Y. Making and bearing an island arc: A new perspective from the Oligocene Kuyshu-Palau arc, Philippine Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 5. P. 1–40 Q05005. DOI: 10.1029/2010GC003440.
- Kimura J.-I., Kent A.J.R., Rowe M.C. et al. Origin of cross-chain geochemical variation in Quaternary lavas from the northern Izu arc: Using a quantitative mass balance approach to identify mantle sources and mantle wedge processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V. 11. № 10. Q10011. DOI: 10.1029/2010GC003050.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journal Petrology*. 1986. V. 27. № 3. P. 745–750.
- Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.
- Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // R.S. Thorpe (Ed.). *Andesites: Orogenic andesites and related Rocks*. Chichester, UK: John Wiley, 1982. P. 525–548.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 1995. V. 23. P. 251–285.
- Plank T. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *Journal Petrology*. 2005. V. 46. № 5. P. 921–944.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. // *Chemical Geology*, 1998. V. 145. P. 325–394. DOI: 10.1016/S0009-2541(97)00150-2
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *Journal Petrology (Spec. Lithosphere Iss)*. 1988. P. 415–455.
- Straub S.M., Layne G.D., Schmidt A. et al. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. № 1. Q01007. DOI: 10.1029/2002GC000408.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 42. Geological Society of London, London, 1989. P. 313–345.*
- Taylor, B. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1992. V. 126. P. 627–652.
- Tollstrup D., Gill G., Kent A. et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V. 11. № 1. Q01X10. DOI: 10.1029/2009GC002487.



ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–ЭОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
**UPPER CRETACEOUS–EOCENE VOLCANISM  
OF THE KRONOTSKIY PALEOARC (KAMCHATKA)**

**N.V. Tsukanov**

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, 117997*

New data on geochemistry, rear elements and isotopic composition of the Kronotskiy paleoarc volcanic complexes were analyzed. Certain palaeoarc segments were revealed. Santonian–Campanian–Maastrichtian and Eocene volcanic complexes in the different segments were formed in the front zone of the Kronotskiy palaeoarc arc. Formation of the Cretaceous volcanic complexes in the southern palaeoarc segment, which is peculiar for its calc-alkali volcanites, is related to the geodynamical peculiarities of the subduction zone including less rate of melting and its deeper location. Low potassium tholeiite basalts mark the beginning of intra arc rift stage.

*Keywords: volcanic arc, Kamchatka, subduction, volcanism, isotopy, geodynamics.*